

Pesquisas em Geociências

<http://seer.ufrgs.br/PesquisasemGeociencias>

Litoquímica e Evolução de Granitóides Cálcio-alcálinos da Região Leste do Escudo Sul-rio-grandense

José Carlos Frantz, Lauro Nardi

Pesquisas em Geociências, 19 (1): 13-25, Mai./Ago., 1992.

Versão online disponível em:

<http://seer.ufrgs.br/PesquisasemGeociencias/article/view/21319>

Publicado por

Instituto de Geociências



Portal de Periódicos
UFRGS

UNIVERSIDADE FEDERAL
DO RIO GRANDE DO SUL

Informações Adicionais

Email: pesquisas@ufrgs.br

Políticas: <http://seer.ufrgs.br/PesquisasemGeociencias/about/editorialPolicies#openAccessPolicy>

Submissão: <http://seer.ufrgs.br/PesquisasemGeociencias/about/submissions#onlineSubmissions>

Diretrizes: <http://seer.ufrgs.br/PesquisasemGeociencias/about/submissions#authorGuidelines>

Data de publicação - Mai./Ago., 1992.

Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, RS, Brasil

Litoquímica e Evolução de Granitóides Cálcio-alcálinos da Região Leste do Escudo Sul-rio-grandense

JOSÉ CARLOS FRANTZ E LAURO V. S. NARDI

CPGq, Instituto de Geociências, UFRGS, Caixa Postal 15001, CEP 91501-970, Porto Alegre, RS, Brasil

(Recebido em 13/04/92. Aceito para publicação em 05/06/92.)

Abstract — Geochemical and petrogenetic aspects of the granitic magmatism related to deformational phases of Brazilian Cycle have been studied at the eastern part of the Sul-rio-grandense Shield. Based on deformation recognized, three major magmatic events have been distinguished. Phase 1 granitic rocks are syntectonic with the most prominent compressional event which is associated with amphibolite facies metamorphism. They are mainly biotite-hornblende granodiorites with trondhjemitic and tonalitic enclaves. Phase 2 is composed mostly by biotite monzogranites, affected by narrow shear zones and greenschist facies metamorphism. Phase 3, late to post-kinematic to shear zone development, is made up mainly of equigranular biotite granites, evolving to terms with alkaline affinities. Major and trace element evidence is consistent with a medium to high-K₂O calc-alkaline affinity for most of the magmatism. Chemical trends similar to those described in the Sierra Nevada Batholith are dominant. High Sr, Ba and LREE contents are suggestive of a thick continental margin magmatism. Fractionation of plagioclase, hornblende or clinopyroxene, iron-titanium oxides, and apatite, with biotite and alkali-feldspar becoming dominant in Phase 3, explains most of chemical variation registered in these rocks. Available radiometric data suggest these granitoids are correlated with Pan-African granitogenesis in the Damara Belt.

Resumo — O magmatismo granítico Brasileiro foi estudado do ponto de vista geoquímico e petrogenético, em uma porção da região leste do Escudo Sul-rio-grandense. Com base em critérios estruturais estes granitóides foram agrupados em três fases distintas. A Fase 1 é sintectônica com o evento compressivo regional de maior intensidade e mostra metamorfismo de facies anfibolito. É composta por rochas predominantemente granodioríticas com hornblenda e biotita, contendo enclaves de tonalitos e trondhjemitos. Na Fase 2 dominam os biotita monzogranitos afetados principalmente por zonas de cisalhamento restritas e por metamorfismo de facies xistos verdes. A Fase 3, tardi a pós-cinematika com relação ao evento gerador das zonas de cisalhamento restritas, é constituída predominantemente por biotita granitos equigranulares, observando-se uma evolução para termos com mineralogia indicativa de afinidade alcalina. Os dados químicos indicam para a maior parte dos granitóides estudados uma afinidade com a série cálcio-alcálica médio a alto potássio, comparável ao magmatismo do batólito de Sierra Nevada, EUA. Os teores relativamente elevados de Ba, Sr e ETR leves são sugestivos de magmatismo em margem continental espessa. Os termos mais altamente diferenciados, principalmente da Fase 3, apresentam tendência alcalina, relacionando-se com a fase pós-orogênica. De modo geral, a evolução magmática destas fases pode ser explicada pelo fracionamento de assembleias dominadas por plagioclásio, hornblenda ou clinopiroxênio, óxidos de ferro e titânio, e apatita, além de biotita e feldspato alcálico, que tornam-se dominantes na Fase 3. Os dados radiométricos existentes permitem correlacionar esta granitogênese com a descrita no Cinturão Damara, no sudoeste africano.

INTRODUÇÃO

O presente trabalho tem por objetivo principal a apresentação de dados geoquímicos de rochas graníticas da porção oriental do Escudo Sul-rio-grandense e seu enquadramento em associações granitóides representativas para esta região. A amostragem sobre tais unidades foi procedida nas folhas de Canguçu e Arroio Solidão, utilizando esboço geológico (Fig. 1) proposto por Frantz & Remus (1986). As amostras foram analisadas para elementos maiores e traços por Fluorescência de Raios X e por Absorção Atômica, no Laboratório de Geoquímica do CPGq-IG/UFRGS e, para elementos terras raras, no Laboratório de Análises Químicas da Geosol Ltda.

Os inúmeros trabalhos anteriores sobre a região, em sua maioria abordando aspectos evolutivos, baseiam-se em duas concepções principais. Na primeira, a região leste do escudo é considerada como essencialmente migmatítica e truncada por corpos graníticos isolados (Tessari & Picada, 1966; Tessari & Giffoni, 1970 e Ribeiro, 1983). Na segunda, partindo de critérios distintos, a região é entendida como predominantemente granítica.

Neste caso, em trabalhos de mapeamento geológico, utilizando critérios estruturais e petrográficos, são separadas associações metamórficas policíclicas de associações graníticas temporalmente diversas e evoluídas segundo sucessivas injeções (Frantz *et al.*, 1984). É sugerida uma estratigrafia interna para as áreas graníticas considerando-as como orogênicas e submetidas a uma deformação semelhante a de *shear belts* (Frantz & Remus, 1986). Em trabalhos de cunho regional, como os de Fragoso-César *et al.* (1986) e de Soliani Jr. (1986), partindo de critérios geotectônicos e geocronológicos, é apresentada uma proposta evolutiva segundo a qual a Orogênese Brasileira, desenvolvida sobre margem continental, seria responsável pela geração de massas graníticas batolíticas abrangendo milhares de quilômetros quadrados. Figueiredo *et al.* (1990) incluem os granitóides dessa porção do Escudo Sul-rio-grandense no Batólito de Pelotas e Nardi (1990) considera-os como gerados em margem continental ativa durante o Ciclo Brasileiro. Recentemente, foram executados trabalhos de detalhe sobre granitóides específicos por Gomes (1990) e Phillip (1990).

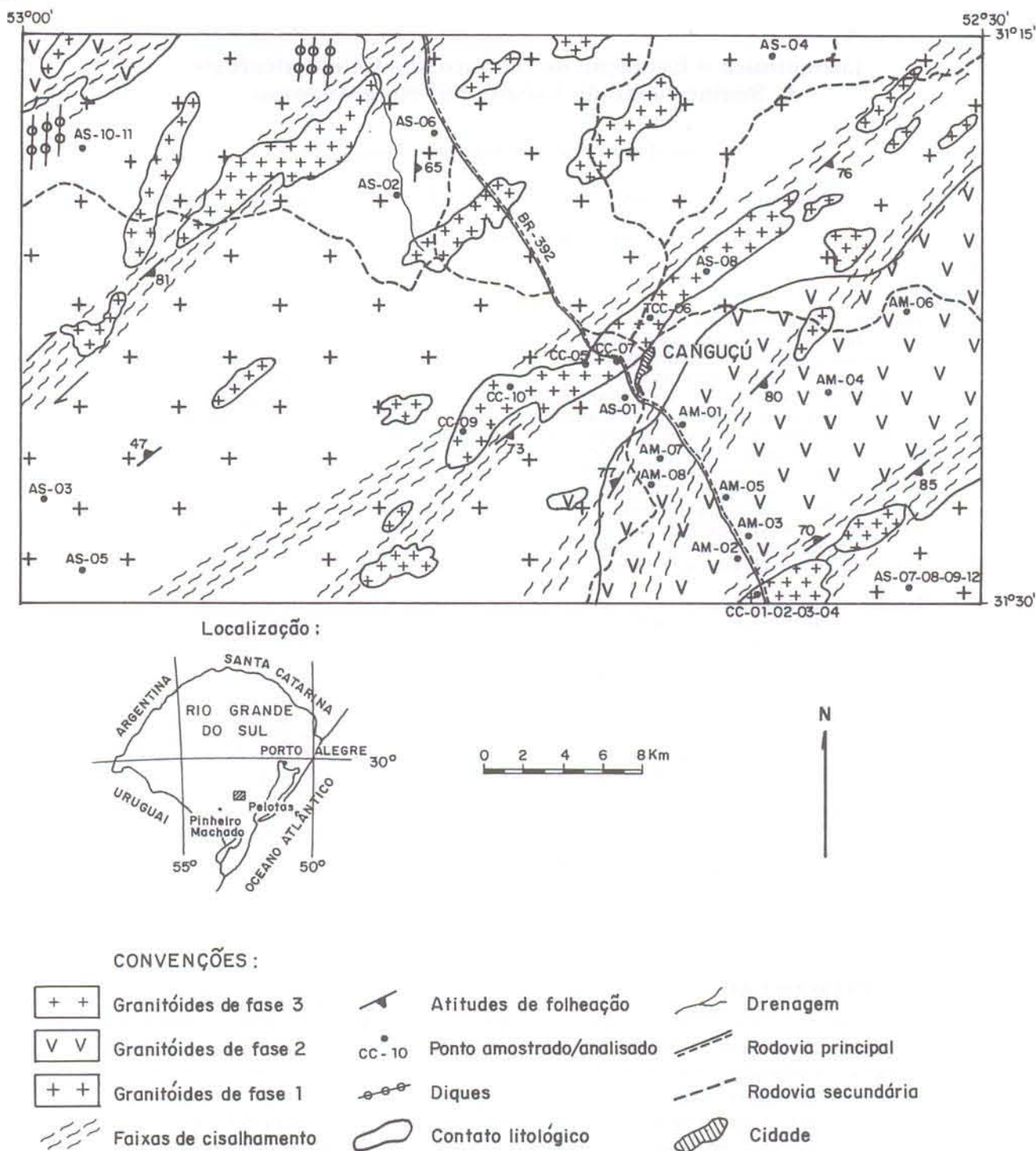


Figura 1 — Esboço geológico das Folhas de Canguçu e Arroio Solidão conforme Frantz & Remus (1986), mostrando a distribuição das três fases de rochas granitóides da região.

GEOLOGIA DOS GRANITÓIDES

Os granitóides da região oriental do Escudo Sul-rio-grandense são limitados, a leste, por sedimentos da Planície Costeira do Rio Grande do Sul e, a oeste, através de faixa transcorrente do Sistema Açotéia (Jost *et al.*, 1984), por rochas parametamórficas do Grupo Cerro dos Madeira (Jost & Bitencourt, 1980). Estas rochas granitóides têm sido subdivididas por vários autores em fases de geração (Frantz & Remus, 1986), em etapas (Soliani Jr., 1986) ou em suítes (Fragoso-César *et*

al., 1986), cuja comparação pode ser observada na Tabela 1 e ao longo do presente trabalho.

O contexto regional destas rochas mostra uma área granítica que pode comportar diferentes associações, conforme os critérios utilizados para sua discriminação, os quais nem sempre têm sido coincidentes. Desta forma, enclaves de várias composições são incluídos na Fase 1 de Frantz & Remus (1986) por não serem representáveis, em escala de mapeamento (1:50.000), na área trabalhada. Soliani Jr. (1986) e Fragoso-César *et al.* (1986) separam os enclaves como unidade mais an-

tiga. Incluem ainda em suas Etapa Principal e Suíte Pinheiro Machado, desde granodioritos com deformação regional até monzogranitos cuja deformação foi gerada por cisalhamento ao longo de faixas transcorrentes. Segundo Frantz & Remus (1986) os granitóides submetidos à deformação regional, representada na área principalmente por estruturas planares de baixo ângulo, correspondem à Fase 1. Já os granitóides, cuja deformação principal foi causada pelas zonas de cisalhamento, geradoras de estruturas planares miloníticas verticalizadas, de direção nordeste, correspondem à Fase 2.

Os granitóides pertencentes à Fase 1 estão representados por rochas de composição tonalítica à monzogranítica, com granodioritos constituindo os termos principais deste conjunto. Internamente apresentam uma grande quantidade de xenólitos de composição variada, quartzo-feldspáticos, anfibolíticos e metapelíticos, comumente mostrando registro de fases deformacionais não compatíveis com as observadas nestes granitóides. Isto sugere uma história evolutiva distinta para ambos e, possivelmente, os xenólitos representem restos do embasamento deste magmatismo granítico. Enclaves de composição diorítica, tonalítica e trondhjemitica são identificados em associação com estes granodioritos, na maior parte das vezes em concordância estrutural. Estas estruturas são marcadas por um bandamento irregular e descontínuo, definido pela alternância de bandas máficas e félsicas, onde o alinhamento dimensional de minerais, de xenólitos parcialmente assimilados e de enclaves, indica uma origem por fluxo magmático. Entretanto, o caráter penetrativo de estruturas geradas pela orientação de biotitas e/ou anfibólios e estiramento de quartzo, marcam a atuação de um processo metamórfico-deformacional superposto. Tais evidências parecem sugerir que a cristalização destas rochas ocorreu sob um campo tensional, atribuindo-se às mesmas uma condição sin-orogênica de geração.

As fases deformacionais que afetam estes granitóides, geram localizadamente sobre os mesmos, além de bandamento e folheação, estruturas do tipo *augen* em

feldspatos alcalinos dos termos porfiríticos, rotação de fases cristalinas, encurvamento de maclas de plagioclásio e lamelas de biotita e recristalização generalizada de quartzo.

Os granitóides da Fase 1 são de granulação grossa a média, predominantemente inequigranulares, sendo observadas texturas porfiríticas ou equigranulares subordinadas. Este conjunto litológico, embora com amplitude composicional, apresenta termos granodioríticos como os mais abundantes. A mineralogia essencial destas rochas é composta por plagioclásio com An 24-40 (30 a 45%), feldspato alcalino (15 a 30%) e quartzo (12 a 30%). Biotita (12 a 20%) e/ou hornblenda (0 a 8%) são os minerais ferro-magnesianos presentes, enquanto esfero, alanita e magnetita são acessórios comuns. Zircão e apatita são menos frequentes e de distribuição aleatória. As fases representadas por epidoto, muscovita e clorita são relacionadas às porções com deformação milonítica mais intensa.

Os granitóides da Fase 2 apresentam variações composicionais de granodioritos a sienogranitos, sendo os termos monzograníticos amplamente dominantes. Internamente são mais homogêneos quanto a textura e composição, mostrando xenólitos, provavelmente dos granitóides da Fase 1, distribuídos principalmente ao longo das zonas de contato entre as duas unidades. Efeitos de assimilação de xenólitos são pouco comuns embora possam algumas vezes ser observados.

A deformação identificada nos granitóides desta fase está registrada por estruturas marcadas principalmente pela orientação de biotita e de fenocristais ou fenoclastos de feldspato alcalino e representam os efeitos da deformação milonítica gerada ao longo das faixas de cisalhamento do Sistema Açotéia. Este evento dinâmico é responsável pela deformação de *strain* variável que imprime às rochas desde a folheação até arranjos protomiloníticos e miloníticos com estruturas de fluxo proeminentes. A situação estrutural dos granitóides da Fase 2, afetados principalmente por fases de deformação relacionadas às faixas de cisalhamento, permite

Frantz & Remus (1986)		Soliani Jr. (1986)		Fragoso-César et al. (1986)
xenólitos anfibolíticos, quartzo-feldspáticos e aluminosos		anfibolitos Rb - Sr = 884 ± 19 Ma. R _o = 0,7027		—
enclaves quartzo-dioríticos, tonalíticos, trondhjemiticos	Fase 1	gnaisses qz-dioríticos, tonalitos, trondhjemitos Rb - Sr = 827 ± 25 Ma. R _o = 0,7074	Etapa Precoce	Gnaisses Piratini
granodioritos (tonalitos a monzogranitos) com deformação tangencial		granodioritos e granitos acinzentados folheados	Etapa Principal	Suíte Pinheiro Machado
monzogranitos com deformação principal por transcorrência	Fase 2	Rb - Sr = 775 ± 36 Ma. R _o = 0,7060		
sienogranitos, monzogranitos e K-feldspato granitos	Fase 3	granitos não folheados Rb - Sr = 544 ± 5 Ma. R _o = 0,7090	Etapa Tardia	Suíte Dom Feliciano

Tabela 1 — Propostas estratigráficas existentes para a região de Canguçu.

classificá-los como rochas de uma associação tardi-orogênica e como pré a sin-cinemáticos à deformação transcorrente presente nesta região.

As texturas principais dos granitóides da Fase 2 são marcadamente inequigranulares de grão grosso, mostrando graus variados de modificação diante da deformação. Desta forma, podem evoluir de termos porfíricos a porfiroclásticos, ou talvez porfiroblásticos, acompanhados de arranjos do tipo *mortar*, sombra de pressão, *augens* de feldspato alcalino e *ribbons* de quartzo, até termos miloníticos com recristalização e estiramento generalizados de fases minerais. As rochas predominantemente monzograníticas desta fase têm como minerais essenciais o quartzo (35 a 40%), feldspato alcalino (25 a 35%) e plagioclásio com An 25-30 (25 a 35%), contendo ainda biotita (5 a 10%) e hornblenda (0 a 5%). Esfeno, alanita e magnetita são os acessórios mais frequentes, com zircão, apatita, turmalina e granada ocorrendo de forma eventual e localizada. Epidoto, clorita e muscovita são minerais de estágios pós-cristalização, embora a muscovita também possa aparecer como fase magmática nestes granitóides.

A Fase 3 de geração das rochas granitóides está representada por composições bastante homogêneas, em torno de sieno a monzogranitos, podendo ocorrer ainda associados quartzo sienitos e feldspato alcalino granitos. Esporadicamente contêm enclaves biotíticos e dioríticos.

As estruturas comumente identificadas nestes granitóides, representadas por lineações de estiramento, quase sempre marcadas por quartzo, e por brechação de fases minerais, principalmente feldspatos, possivelmente estão relacionadas a reativações das próprias faixas de cisalhamento que condicionam o seu posicionamento e a sua forma. Por outro lado, o encurvamento de maclas de plagioclásio e de lamelas de biotita, assim como brechação ou mesmo folheação localizada ao longo das bordas destes corpos, podem relacionar-se aos mecanismos de posicionamento dos mesmos. Estas características permitem classificá-los como granitóides tardi a pós-orogênicos e tardi a pós-cinemáticos em relação à deformação transcorrente.

As rochas granitóides da Fase 3 apresentam, em geral, arranjos equigranulares de grão médio a fino, com termos porfíricos subordinados contendo fenocristais de feldspato alcalino. Sua composição é restrita a termos graníticos mais diferenciados, notadamente sieno a monzogranitos, muitas vezes em estreita associação, em um mesmo corpo de pequenas dimensões, onde estas duas composições ocorrem como injeções recíprocas caracterizando intrusões sin-plutônicas. Estas rochas mostram como mineralogia essencial o feldspato alcalino (35 a 40%), quartzo (30 a 35%) e plagioclásio com An 23-32 (20 a 25%), sendo a biotita (5 a 8%) o principal varietal. Epidoto, zircão e apatita ocorrem como acessórios mais comuns, enquanto a fluorita tem sua identificação restrita a um pequeno número de amostras. Anfibólios sódicos foram detectados em alguns corpos graníticos associados a esta Fase 3 de plutonismo.

As percentagens modais de amostras destas três fases graníticas, recalculadas para o sistema QAP de Streckeisen (1976), foram plotadas neste diagrama por Frantz & Remus (1986) utilizando-se das tendências de diferenciação magmática (Fig. 2) propostas por Lameyre & Bowden (1982). Os resultados encontrados sugeriam, segundo aqueles autores, que os granitóides das três fases de geração poderiam corresponder a um conjunto de diferenciados cálcio-alcálicos normais ou granodioríticos. Além disto, alertavam que no diagrama QAP, algumas rochas da Fase 2 ficavam incorporadas ao campo dos granitos de fusão crustal e outras da Fase 3 mostravam alinhamento segundo uma tendência alcalina, ambas acompanhadas da identificação petrográfica de, respectivamente, muscovita-granada granitos e granitos portadores de anfibólios sódicos. Estes dois tipos litológicos não foram incluídos nas considerações deste trabalho.

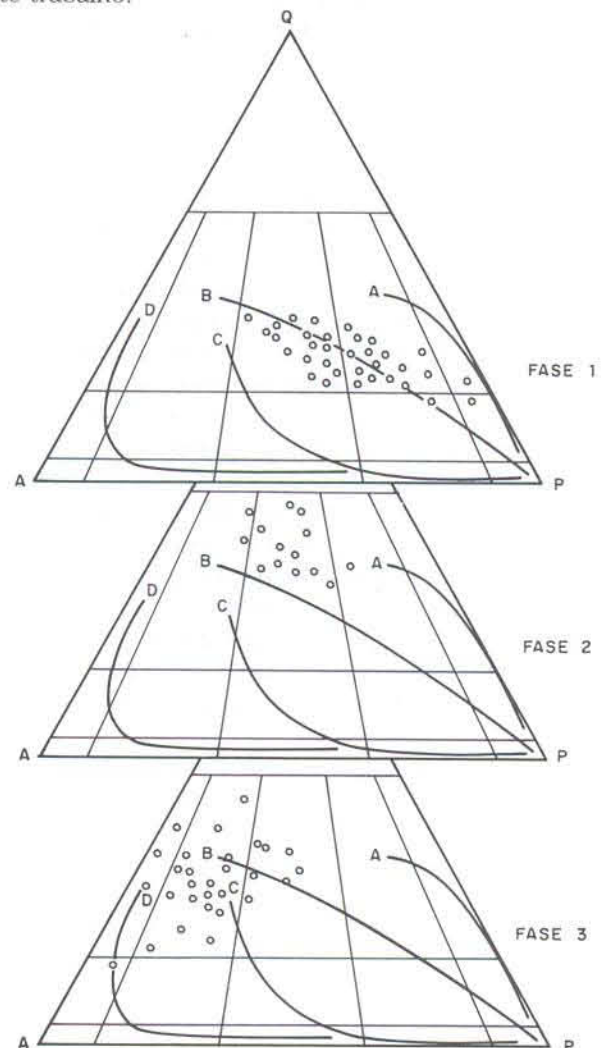


Figura 2 — Diagrama QAP ilustrando a composição modal dos granitóides das fases 1, 2 e 3.

O conhecimento acerca da evolução geológica destas associações de granitóides, embora tenha avançado ao longo dos últimos anos, ainda mostra algumas deficiências importantes. Notadamente quanto à necessidade de mapeamento geológico sistemático em toda região oriental do escudo e quanto a um detalhamento geocronológico que permita balizar, através de isócro-

nas verdadeiras, os eventos plutônicos iniciais e finais de cada uma das fases tectono-estruturais de geração de granitóides, além de melhor definir o conjunto de seus enclaves.

Os dados geocronológicos Rb-Sr existentes para esta região representam, em sua maior parte, o resultado de levantamentos regionais com a elaboração de isócronas de referência, segundo as quais, algumas discussões preliminares podem ser estabelecidas. Neste sentido, os dados apresentados por Soliani Jr. (1986) servem como importantes parâmetros para o estabelecimento de um programa de levantamentos geocronológicos (Tab. 1). Rochas anfibolíticas com idades de 884 ± 19 Ma., constituindo xenólitos nos granitóides da Fase 1, sugerem que eventos metamórfico-deformacionais já haviam atuado quando das primeiras manifestações plutônicas desta região. Sua razão inicial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ igual a 0,7027 é indicativa de uma origem mantélica para estes anfibolitos. No entanto, torna-se necessária uma definição acerca de xenólitos de outras composições, como as quartzo-feldspáticas e as aluminosas, para uma melhor interpretação a respeito da participação destas rochas, por exemplo, na evolução de um sistema ensialico ou de margem continental precedente ao sistema orogênico.

As idades estabelecidas para as etapas Precoce (enclaves da Fase 1) e Principal (fases 1 e 2) marcam, respectivamente, referência para o início da atividade plutônica (827 ± 25 Ma.) e início da atuação de mecanismos tectônicos geradores de grandes volumes de magma (775 ± 36 Ma.). Esta segunda idade coincide, aproximadamente, com aquela admitida para a fase orogênica inicial do Cinturão Damara, 750 Ma. de acordo com Kroner (1982). Torna-se necessário o estabelecimento de idades que caracterizem o início e o final das atividades magmáticas sin-orogênica (Fase 1) e tardi-orogênica (Fase 2), esta última definida por seu controle deformacional a partir das faixas transcorrentes.

A idade de referência apresentada por Soliani Jr. (1986) para sua Etapa Tardia (Fase 3) representa, possivelmente, uma média em torno da qual houve a injeção de inúmeros corpos de caráter pós-orogênico. Neste caso, seria importante definir, em futuros trabalhos, o intervalo de tempo durante o qual perduraram ainda eventos magmáticos cálcio-alcálicos finais, concomitantemente ou não, com os primeiros eventos plutônicos já de afinidade alcalina.

As idades K-Ar obtidas em biotitas para o Escudo Sul-rio-grandense em perfil leste-oeste, mostram uma tendência crescente de leste para oeste (Poupeau *et al.*, 1985). Estes dados apontam para a região granítica próxima a Pelotas uma idade de 530 Ma. e, para as cercanias de Pinheiro Machado, idades de 655 Ma.. Algumas descontinuidades observadas, segundo aqueles autores, representam as regiões afetadas pelas faixas transcorrentes. Determinações radiométricas K-Ar em hornblendas indicam para a região de Bagé-Dom Pedrito idades da ordem de 1.600 Ma.. Como as idades K-Ar marcam a época de resfriamento, sendo afetadas inclusive por eventos tectônicos como faixas transcorrentes, elas parecem indicar uma atenuação progressiva da

atividade orogênica brasileira de oeste para leste. Este padrão tectônico pode sugerir uma zonalidade temporal para o magmatismo granítico, onde o início da geração de granitóides alcalinos apresentaria idades mais jovens de oeste para leste. Sugere ainda, uma zonalidade composicional segundo a qual corpos graníticos tardi a pós-orogênicos cálcio-alcálicos, na região leste, teriam seus correspondentes em idade, a oeste, já pertencentes à série alcalina.

PETROQUÍMICA DOS GRANITÓIDES

Os granitóides das três fases identificadas abrangem um intervalo significativo de variação dos teores de SiO_2 , de 61,81 a 78,07% (Tab. 2). Sua representação nos diagramas de Harker (Fig. 3 a e b) mostra a similaridade dos padrões observados para os elementos estudados, sugerindo uma evolução semelhante para os magmas constituintes das três fases. Os granitóides das duas primeiras fases apresentam conteúdos de SiO_2 similares, enquanto os da Fase 3 são restritos a valores superiores a 70%.

As concentrações de TiO_2 decrescem de modo regular e constante com a diferenciação, observando-se uma sutil tendência a decréscimos mais acentuados nos granitóides da Fase 1. O MnO e o FeO (total) mostram evolução semelhante. Embora de significância restrita, esta feição pode indicar a maior abundância de óxidos de Fe e Ti, com Mn, (ilmenita e/ou magnetita) entre as fases fracionadas durante a evolução do magma gerador dos granitóides da Fase 1.

A variação dos conteúdos de FeO (total) e MgO durante a diferenciação das rochas graníticas da área é representada também no diagrama FMA (Fig. 4) definindo-se um padrão similar ao das rochas intrusivas de arcos magmáticos de afinidade cálcio-alcálica (Brown, 1981). A razão $\text{FeO}(t)/\text{FeO}(t)+\text{MgO}$ cresce fortemente com a diferenciação (Fig. 5), mostrando valores compatíveis com os observados em granitóides cálcio-alcálicos (Ewart, 1979), exceto quando a diferenciação atinge valores extremos (SiO_2 superior a 75%).

O CaO decresce regularmente com a diferenciação, porém de forma menos acentuada nos granitóides da Fase 1 do que nos granitóides das demais fases. Constata-se, desta maneira, que embora quimicamente similares, aqueles da Fase 1 evoluíram de modo distinto, sendo a diferença assinalada principalmente pelo comportamento do MnO, FeO(total), TiO_2 e CaO.

A proporção de CaO para álcalis define os granitóides estudados, no diagrama de Brown (1981), como semelhantes às rochas intrusivas de arcos magmáticos (Fig. 6) de afinidade cálcio-alcálica.

Os valores de K_2O ao longo da diferenciação expressam o caráter incompatível deste elemento, com sua abundância sendo indicativa de um magmatismo cálcio-alcálico potássico. Este caráter cálcio-alcálico rico em potássio é, também, evidenciado pelos teores elevados de P_2O_5 (Green & Watson, 1982) que atingem até 0,4% nos termos intermediários, decrescendo acen-

	FASE 1									
	AS01	AS02	AS03	AS04	AS05	AS06	AS07	AS08	AS09	AS10
SiO ₂	50,30	65,54	48,53	72,29	69,58	63,95	65,72	61,81	67,74	66,09
TiO ₂	1,88	0,71	1,38	0,64	0,50	0,87	0,65	1,00	0,38	0,38
Al ₂ O ₃	16,48	14,57	20,04	11,76	13,62	15,06	14,46	15,12	14,63	13,63
Fe ₂ O ₃	5,56	2,06	3,11	0,92	0,74	2,12	1,25	2,70	1,14	2,80
FeO	6,18	2,73	4,93	4,27	3,09	3,11	3,45	3,85	2,12	3,12
MnO	0,19	0,07	0,13	0,10	0,05	0,09	0,03	0,10	0,03	0,05
MgO	3,83	1,49	4,72	1,66	0,91	1,85	1,82	1,74	0,99	1,33
CaO	6,90	3,08	9,32	1,72	2,49	3,42	2,98	5,19	2,96	2,41
Na ₂ O	4,72	3,91	4,18	2,29	3,64	4,85	3,50	4,18	4,18	3,64
K ₂ O	2,03	3,84	0,72	2,71	3,73	2,91	4,20	2,09	4,04	4,47
H ₂ O+	1,25	0,86	1,60	1,13	0,54	0,83	1,01	0,97	0,59	0,77
H ₂ O-	0,13	0,54	0,28	0,15	0,12	0,10	0,15	0,16	0,12	0,12
P ₂ O ₅	0,38	0,21	0,39	0,05	0,09	0,32	0,25	0,30	0,33	0,43
TOTAL	99,83	99,61	99,33	99,69	99,10	99,48	99,47	99,21	99,25	99,24
Ba	259	1053	248	639	645	559	1118	779	1661	1231
Sr	406	416	690	115	173	358	382	363	656	418
Rb	129	143	14	149	128	183	124	101	187	202
Zr	145	252	171	164	211	256	176	191	365	378
Li	112	23	17	35	18	72	33	28	65	90
La	nd	nd	nd	nd	31,29	nd	77,17	44,88	nd	nd
Ce	nd	nd	nd	nd	70,26	nd	164	95,98	nd	nd
Nd	nd	nd	nd	nd	25,64	nd	60,18	40,01	nd	nd
Sm	nd	nd	nd	nd	3,50	nd	8,32	6,53	nd	nd
Eu	nd	nd	nd	nd	1,04	nd	1,47	1,80	nd	nd
Gd	nd	nd	nd	nd	1,85	nd	4,54	4,63	nd	nd
Dy	nd	nd	nd	nd	1,20	nd	2,80	3,92	nd	nd
Ho	nd	nd	nd	nd	0,23	nd	0,54	0,77	nd	nd
Er	nd	nd	nd	nd	0,57	nd	1,20	2,08	nd	nd
Yb	nd	nd	nd	nd	0,68	nd	0,81	2,12	nd	nd
Lu	nd	nd	nd	nd	0,12	nd	0,12	0,32	nd	nd

Tabela 2 — Dados analíticos referentes aos granitóides das fases 1, 2 e 3.

	FASE 2									
	AS11	AS12	AM01	AM02	AM03	AM04	AM05	AM06	AM07	AM08
SiO ₂	72,96	67,74	70,21	69,66	70,87	70,39	62,74	67,83	66,54	67,87
TiO ₂	0,36	0,37	0,30	0,49	0,44	0,58	0,83	0,64	0,71	0,56
Al ₂ O ₃	13,64	14,20	14,06	13,16	13,25	12,99	15,71	13,66	14,62	14,43
Fe ₂ O ₃	1,46	1,90	1,11	1,18	1,17	0,80	2,28	1,50	1,60	1,18
FeO	nd	1,81	1,52	2,55	2,19	2,89	2,95	3,30	2,80	2,98
MnO	0,02	0,05	0,05	0,06	0,06	0,07	0,10	0,07	0,07	0,06
MgO	0,46	0,84	0,23	0,55	0,51	0,91	1,82	1,85	0,99	0,75
CaO	2,09	2,44	0,83	1,72	1,82	1,39	3,57	2,33	2,59	2,50
Na ₂ O	3,64	4,04	3,91	3,71	4,18	3,50	4,99	3,77	4,04	4,31
K ₂ O	4,62	4,86	6,58	5,14	4,39	4,83	2,90	3,58	4,70	4,19
H ₂ O+	0,66	0,59	0,56	0,59	0,39	0,53	0,46	0,70	0,53	0,49
H ₂ O-	0,11	0,09	0,12	0,20	0,24	0,33	0,45	0,25	0,16	0,21
P ₂ O ₅	0,17	0,29	0,01	0,11	0,10	0,02	0,28	0,07	0,26	0,15
TOTAL	100,19	99,22	99,49	99,12	99,61	99,23	99,08	99,55	99,61	99,68
Ba	1379	1402	603	657	750	762	1202	537	1537	732
Sr	413	493	127	152	178	173	374	209	355	208
Rb	123	206	124	205	139	213	115	217	176	202
Zr	211	265	377	241	193	193	293	189	320	230
Li	12	67	5	40	23	28	37	40	31	42
La	nd	nd	nd	77,42	nd	nd	nd	nd	66,87	nd
Ce	nd	nd	nd	180	nd	nd	nd	nd	144	nd
Nd	nd	nd	nd	71,28	nd	nd	nd	nd	52,33	nd
Sm	nd	nd	nd	12,05	nd	nd	nd	nd	7,31	nd
Eu	nd	nd	nd	1,42	nd	nd	nd	nd	1,80	nd
Gd	nd	nd	nd	8,12	nd	nd	nd	nd	4,57	nd
Dy	nd	nd	nd	7,38	nd	nd	nd	nd	2,98	nd
Ho	nd	nd	nd	1,48	nd	nd	nd	nd	0,57	nd
Er	nd	nd	nd	4,10	nd	nd	nd	nd	1,62	nd
Yb	nd	nd	nd	3,89	nd	nd	nd	nd	1,75	nd
Lu	nd	nd	nd	0,55	nd	nd	nd	nd	0,29	nd

Tabela 2 (continuação 1)

	FASE 3									
	CC01	CC02	CC03	CC04	CC05	CC06	CC07	CC08	CC09	CC10
SiO ₂	76,15	72,58	72,27	75,38	75,04	70,29	71,86	78,07	71,68	70,89
TiO ₂	0,18	0,29	0,15	0,07	0,12	0,52	0,37	0,09	0,26	0,34
Al ₂ O ₃	12,02	13,98	14,30	13,28	12,97	14,02	14,18	11,62	14,37	13,97
Fe ₂ O ₃	0,07	0,32	0,07	0,86	0,27	1,19	1,10	0,16	0,94	0,92
FeO	1,33	1,77	0,93	nd	1,72	2,43	1,53	1,24	0,86	1,64
MnO	0,02	0,05	0,02	0,02	0,03	0,06	0,03	0,02	0,04	0,03
MgO	0,08	0,36	0,18	0,03	0,04	0,55	0,40	0,02	0,38	0,38
CaO	0,80	1,41	1,15	1,28	0,65	1,83	1,20	0,52	1,86	1,52
Na ₂ O	3,64	4,18	4,31	5,12	4,31	3,91	4,04	4,18	4,72	3,24
K ₂ O	5,79	4,93	5,85	3,48	5,03	5,18	5,13	4,47	3,46	6,55
H ₂ O+	0,41	0,51	0,42	0,42	0,50	0,44	0,75	0,42	0,48	0,64
H ₂ O-	0,14	0,14	0,15	0,17	0,17	0,14	0,16	0,10	0,06	0,09
P ₂ O ₅	0,02	0,11	0,18	0,03	0,01	0,14	0,11	0,02	0,09	0,07
TOTAL	100,65	100,63	99,98	100,14	100,86	100,70	100,86	100,93	99,20	100,28
Ba	426	798	510	155	39	1399	1372	42	1746	1260
Sr	70	133	118	63	17	238	262	21	636	211
Rb	148	155	363	215	244	148	153	265	90	192
Zr	107	161	69	100	131	300	243	84	197	181
Li	32	55	40	16	30	22	27	19	20	18
La	53,36	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	78,93
Ce	115	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	159
Nd	43,58	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	54,95
Sm	5,98	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	8,04
Eu	0,97	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	1,08
Gd	3,07	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	5,09
Dy	1,93	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	4,17
Ho	0,34	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	0,81
Er	0,92	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	2,04
Yb	0,79	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	2,25
Lu	0,11	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	0,36

Tabela 2 (continuação 2).

tuadamente com a diferenciação. Na Figura 7 é ilustrado o comportamento da razão K₂O/MgO em relação à SiO₂ no diagrama de Rogers & Greenberg (1980), ressaltando-se a similaridade das rochas desta região com as intrusivas constituintes do Batólito de Sierra Nevada.

Os teores de Al₂O₃ das rochas estudadas apresentam um decréscimo constante ao longo da diferenciação e seus valores são comparáveis aos de suítes cálcio-alcalinas. Cálculos normativos (CIPW) demonstram que o conjunto de granitóides é metaluminoso, salvo em algumas amostras altamente diferenciadas, com SiO₂ superior a 76%, onde constata-se a presença de pequenas quantidades de acmita normativa. A afinidade cálcio-alcalina destas rochas fica, ainda, evidenciada por seus índices agpaíticos, em geral inferiores a 0,88 nos termos menos diferenciados. Seu crescimento constante ao longo da diferenciação, até valores próximos de 1,0, indicam uma alcalinização progressiva do sistema magmático gerador destes granitóides pois, Whalen *et al.* (1987) e Nardi (1991) admitem que índices superiores a 0,88 sejam típicos da série alcalina.

As relações entre elementos maiores nas rochas estudadas são bem ilustradas no diagrama R1R2 (De La Roche *et al.*, 1980), modificado por Batchelor & Bowden (1985). Este diagrama (Fig. 8) reflete a evolução composicional dos granitóides tipicamente orogênicos da Fase 1, tardi-orogênicos da Fase 2, até os granitóides da Fase 3 que, composicionalmente, aproximam-se das rochas graníticas pós-orogênicas ou anorogênicas (Nardi & Bonin, 1991).

As concentrações de Ba, Sr e Rb nestes granitóides são elevadas e comparáveis as de intrusivas graníticas de arcos magmáticos maduros ou de margem continental espessa. O magmatismo granítico gerado em arcos magmáticos de menor maturidade, ou em ausência de crosta continental, apresenta concentrações menores destes elementos, como observado por Rogers *et al.* (1980), Brown *et al.* (1984) e Silver & Chappell (1988) entre outros. Os padrões apresentados por Sr e Ba, durante a diferenciação dos granitóides das três fases consideradas, mostram forte decréscimo, principalmente a partir de 65% de SiO₂. Esta feição pode ser explicada por fracionamento de biotita e de feldspatos, se a cristalização fracionada for assumida como processo evolutivo dominante. O Rb apresenta comportamento incompatível, ilustrado através da Figura 3, onde a presença provável de duas populações pode estar refletindo a mobilização deste elemento por processos posteriores, relacionados a hidrotermalismo ou a metamorfismo dinâmico.

O Zr mostra teores relativamente elevados nos granitóides desta região, decrescendo fortemente nos termos muito diferenciados da Fase 3. Este enriquecimento exibido pelos granitóides das três fases é coerente com as observações anteriores, relacionando-os a uma geração em ambientes orogênicos de margem continental espessa ou arcos magmáticos de grande maturidade. Seu forte decréscimo nos termos mais diferenciados é geralmente observado em sistemas que não mostram alto enriquecimento em álcalis com relação ao alumínio

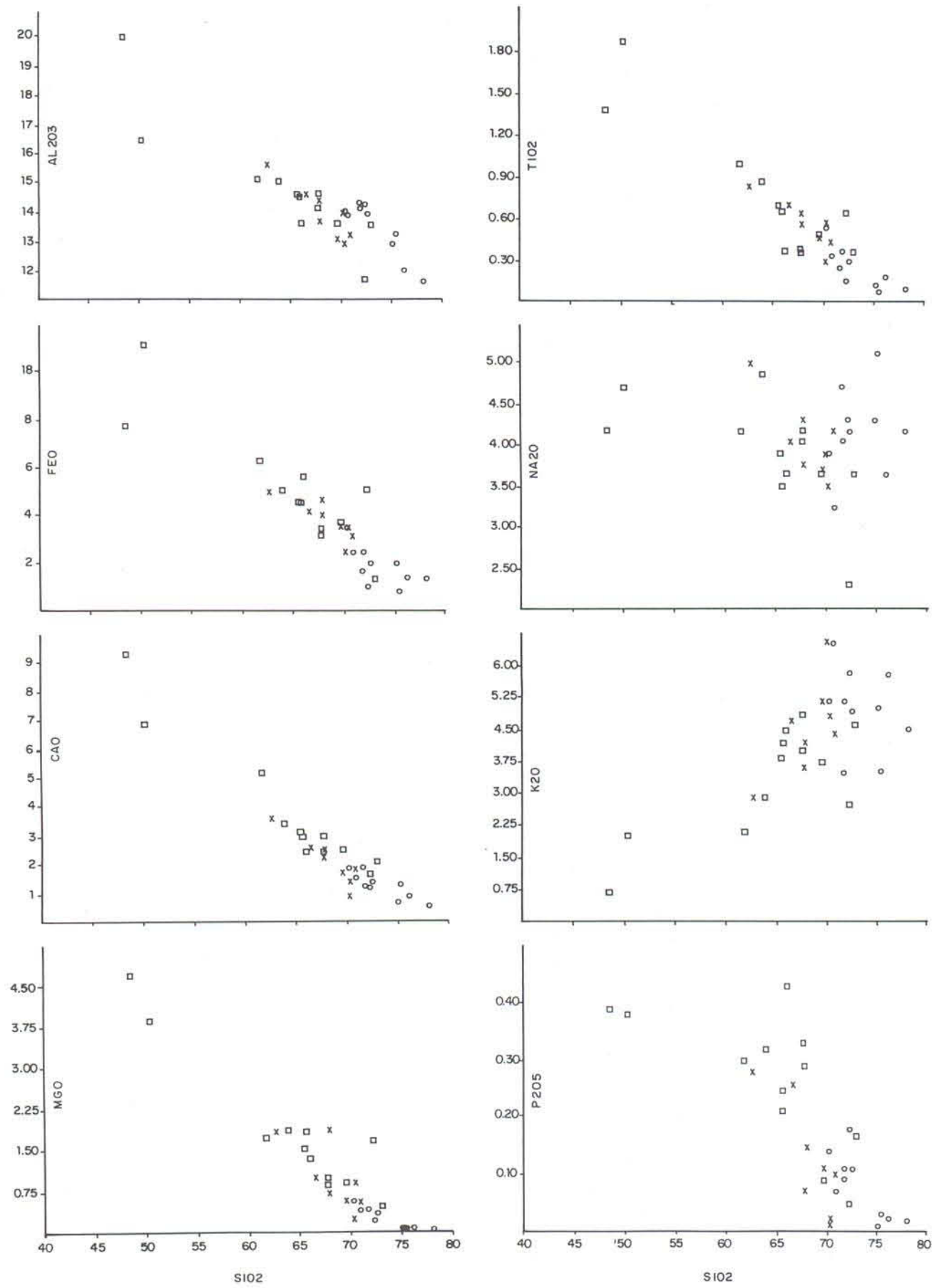


Figura 3a

Figura 3 (a, b) — Diagramas de Harker ilustrando a variação composicional dos granitóides das fases 1 (quadrados), 2 (cruzes) e 3 (círculos).

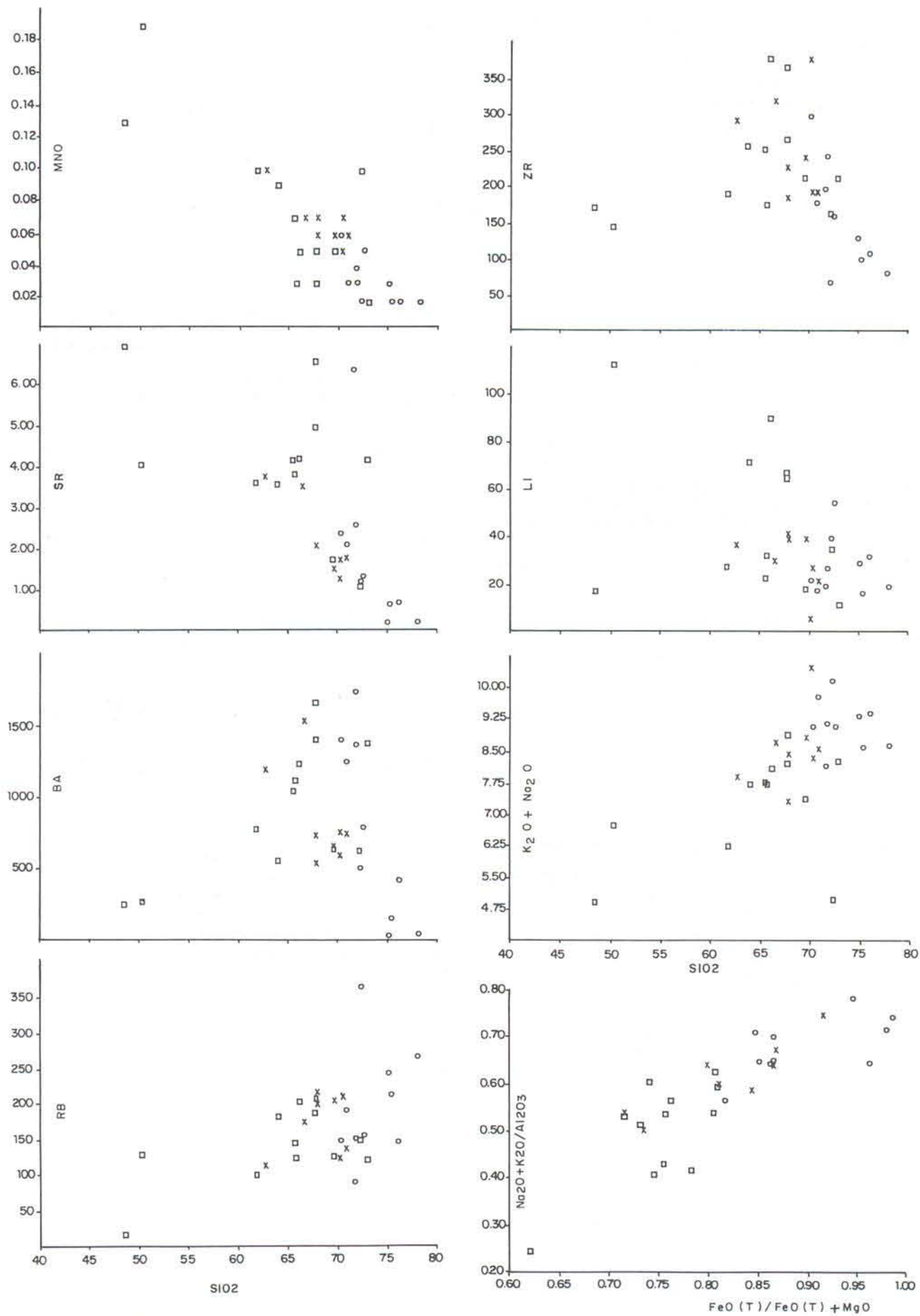


Figura 3b

(Gwinn & Hess, 1989), o que condiz com o caráter metaluminoso dos granitóides destas fases. Os teores de Li observados podem ser considerados normais para rochas graníticas, aproximando-se da média referida por Tauson & Kozlov (1972).

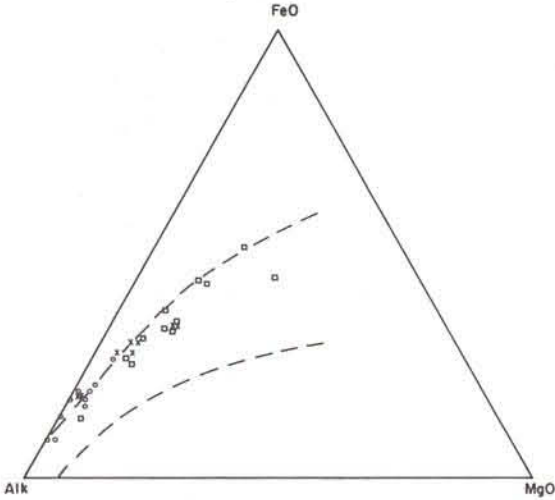


Figura 4 — Representação dos granitóides das fases 1, 2 e 3 no diagrama FeO (total): MgO: (Na₂O+K₂O), em relação ao campo das rochas intrusivas de arcos magmáticos, conforme proposto por Brown (1981).

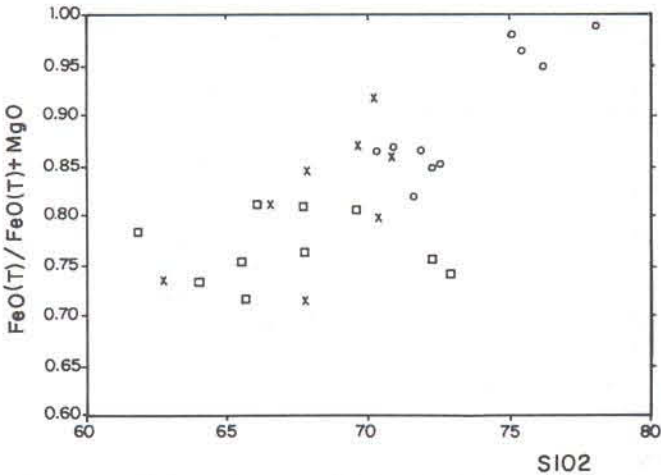


Figura 5 — Variação da razão FeO (total)/FeO(total)+MgO com a diferenciação nas rochas das fases 1, 2 e 3.

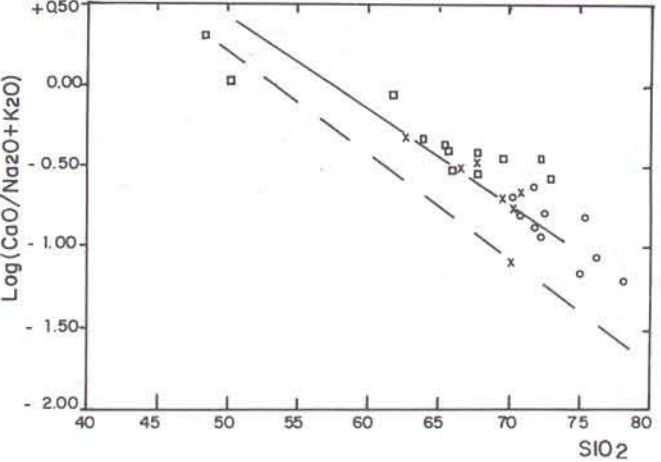


Figura 6 — Representação dos granitóides das fases 1, 2 e 3 no diagrama sugerido por Brown (1981). A linha cheia corresponde ao limite inferior do campo das suítes compressionais, a linha tracejada corresponde ao trend do Arco Continental da Nova Guiné (Brown, 1981).

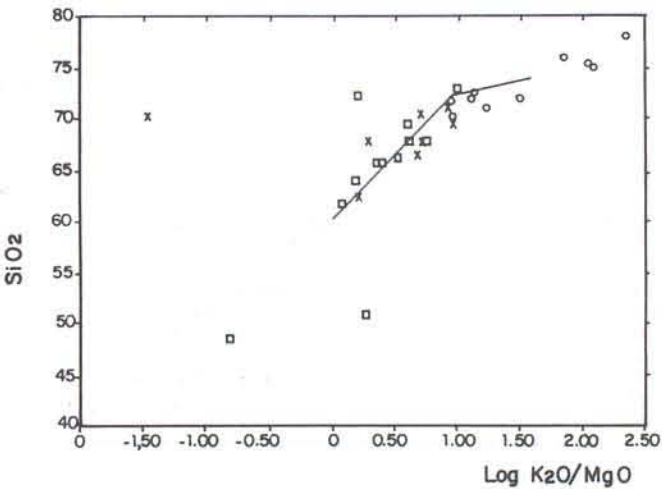


Figura 7 — Representação dos granitóides das fases 1, 2 e 3 no diagrama proposto por Rogers & Greenberg (1980), em relação ao trend do Batólito de Sierra Nevada.

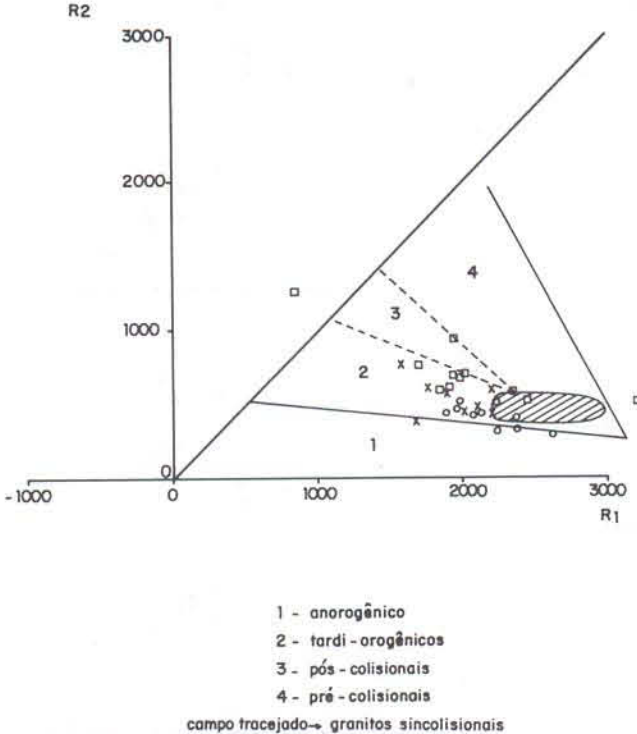


Figura 8 — Diagrama R1R2 mostrando os granitóides das fases 1, 2 e 3 em relação aos campos definidos por Batchelor & Bowden (1985).

Os padrões de elementos terras raras (ETR), normalizados pelos valores condriticos de Haskin *et al.* (1968), em amostras representativas dos granitóides das três fases consideradas, apresentam forte similaridade (Fig. 9). Os valores de CeN (Ce normalizado), situados em torno de 150, o elevado grau de fracionamento das terras raras pesadas em relação às leves, expresso pelas razões CeN/YbN próximas de 15 e, a presença de leves anomalias de Eu, em geral negativas, representam configurações geralmente constatadas em granitóides da série cálcio-alcalina alto-K ou shoshonítica (Nardi, 1989). É importante salientar que as intensas anomalias negativas de Eu, geralmente observadas nos termos mais diferenciados de granitos da série alcalina, não são registradas nas amostras consideradas. Os da-

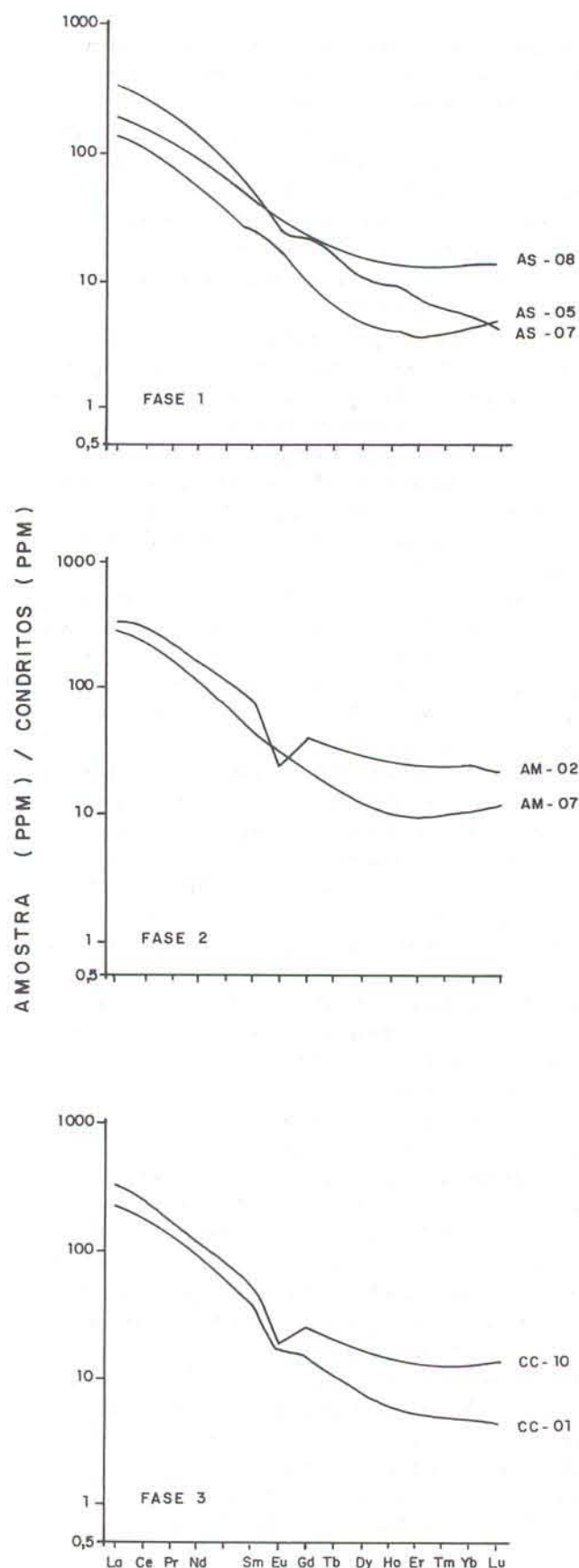


Figura 9 — Padrões de ETR, normalizados pelos valores condriticos de Haskin *et al.* (1968), de granitóides das fases 1, 2 e 3.

dos disponíveis, embora não permitam tecer considerações relativas ao comportamento dos ETR durante a diferenciação, sugerem a atuação de processos distintos na evolução dos granitóides da Fase 1 em relação aos

demais. O empobrecimento em Eu, mais significativo nas fases 2 e 3, pode ser diagnóstico de uma maior participação de feldspatos entre as fases minerais fracionadas, ou no resíduo de eventuais processos de fusão parcial. De modo geral, as terras raras leves mostram um enriquecimento com o aumento da diferenciação, observando-se uma inversão desta tendência nos termos com elevadas concentrações de sílica. Esta inversão pode ser sugestiva de um aumento relativo na quantidade de apatita ou alanita entre as fases minerais fracionadas.

Duas amostras de enclaves básicos dos granitóides da Fase 1 foram incluídas entre as demais, embora admitindo-se a forte possibilidade de efeitos de contaminação e o pequeno número de amostras consideradas. Mesmo com tais limitações, que impedem a formulação de considerações mais precisas a respeito de sua afinidade geoquímica, os dados obtidos são condizentes com magmas basálticos cálcio-alcalinos, permitindo supor que constituam parte do magmatismo granítico estudado.

EVOLUÇÃO DO MAGMATISMO GRANÍTICO

A cristalização fracionada constitui um dos principais processos evolutivos das séries magmáticas, sendo portanto admissível que este mecanismo de diferenciação responda pelas variações químicas constatadas nos granitóides estudados. Com o objetivo de investigar esta hipótese, utilizou-se o programa de balanço de massas com redução aos mínimos quadrados de Geist *et al.* (1985), aplicado aos elementos maiores. A composição dos minerais envolvidos foi selecionada com base nos dados de Dodge *et al.* (1968 e 1969), referentes aos granitóides do Batólito de Sierra Nevada. Diversas combinações possíveis de minerais fracionados foram testadas para explicar as variações internas de cada fase granítica e destas entre si.

A variação composicional dos granitóides da Fase 1 pode ser explicada assumindo-se o fracionamento de 62% de andesina + 8,5% de magnetita + 4% de ilmenita + 25% de clinopiroxênio + apatita, considerando-se uma fração de líquido remanescente de 66%. Constatase, no entanto, diferença considerável entre o conteúdo de K_2O real e o estimado, persistente em todos os modelos testados. Como esta fase mostra maior deformação e metamorfismo que as demais, é provável que sua variação composicional reflita também a atuação destes processos.

Na Fase 2 foi obtido um bom resultado assumindo-se um fracionamento constituído por: 11% de biotita + 20% de hornblenda + 66% de oligoclásio + 2% de óxidos de ferro e titânio e, de apatita, para uma fração de líquido residual de 53%.

Para a Fase 3, mais diferenciada, a suposta assembléia fracionada inclui: 21% de biotita + 8% de magnetita + 3% de ilmenita + 4% de apatita + 64% de feldspato potássico, para uma fração líquida residual de 79%.

Os testes realizados indicaram, também, que a composição dos granitóides da Fase 2 pode evoluir para a daqueles incluídos na Fase 3 pelo fracionamento de 21% de hornblenda + 3% de biotita + 71% de oligoclásio + 2% de magnetita + 2% de ilmenita + apatita, para uma fração de líquido residual de 54%. As quantidades de cristais fracionados, definidas nos testes para as diversas hipóteses estabelecidas, são consistentes do ponto de vista petrológico.

A aplicação dos testes baseados em balanço de massas, considerando os dados de elementos maiores, demonstra que a cristalização fracionada pode explicar a evolução do magmatismo granítico, principalmente no que se refere às fases 2 e 3. Mecanismos distintos podem estar envolvidos na geração dos granitóides da Fase 1, ou seu quimismo pode ter sido parcialmente modificado pelos eventos metamórfico-deformacionais superpostos.

Para analisar o comportamento dos elementos traços, deve-se ressaltar que sua utilização mais precisa exigiria a determinação dos coeficientes de partição no próprio sistema estudado, já que a sua variação em líquidos relativamente diferenciados é muito ampla. No entanto, o forte decréscimo nos conteúdos de Ba e Sr nos granitóides de todas as fases, com maior evidência para os da Fase 3, é condizente com fracionamento de feldspatos e biotita. Os dados relativos a Zr implicam, além do fracionamento dos minerais sugeridos pelo comportamento de elementos maiores e pelas composições petrográficas de cada fase granítica, no fracionamento de zircão como fase mineral adicional. Assim, a consideração dos dados existentes, na investigação da hipótese sugerida anteriormente, permite concluir por sua consistência.

A ausência de pronunciadas anomalias negativas de Eu, que seriam compatíveis com um fracionamento mais intenso de feldspatos, pode ser explicada pela elevação da razão $\text{Eu}^{+++}/\text{Eu}^{++}$, indicativa de condições oxidantes no sistema magmático.

CONSIDERAÇÕES FINAIS

As rochas graníticas que compõem as fases 1, 2 e 3 da porção oriental do Escudo Sul-rio-grandense, na região estudada, apresentam características petrográficas e geoquímicas condizentes com um magmatismo cálcio-alcálico potássico, comparável aos granitóides do tipo I-Caledoniano (Pitcher, 1983), conforme sugerido também por Figueiredo *et al.* (1990). Os tipos litológicos das três fases, mostram feições gerais semelhantes, sugestivas de uma origem e evolução comum. Observa-se, entretanto, variações composicionais de caráter subordinado entre as fases, indicativas, provavelmente, de uma evolução dos processos genéticos ou da própria fonte geradora dos magmas parentais. De modo geral, as variações composicionais internas de cada fase, e mesmo entre as fases, particularmente as duas mais tardias, podem ser compreendidas com base no predomínio dos mecanismos de cristalização fracionada. O

acentuado empobrecimento em Ba e Sr ao longo da diferenciação, se baseado em mecanismos de fusão parcial, deveria mostrar padrões menos marcantes, conforme discutido por Hanson (1978). É importante, também, salientar que a diferenciação deste magmatismo granítico evolui para termos com características químicas, principalmente no que se refere aos elementos maiores, indicativas de afinidade alcalina, o que é observado em outras associações orogênicas por diversos autores (Sylvester, 1989).

A gênese dos magmas parentais deste magmatismo granítico permanece obscura na medida em que os dados isotópicos disponíveis são extremamente escassos. O exame das evidências petrológicas e geoquímicas permite sugerir uma derivação a partir de líquidos andesíticos ou basálticos, cálcio-alcálicos, com elevadas concentrações de potássio, o que parece estar coerente com a composição de enclaves básicos identificados nos granitóides da Fase 1.

Os granitóides componentes da Fase 2 são similares, sob o ponto de vista estrutural, petrográfico e geoquímico, aos granodioritos e adamelitos do Complexo Vila Nova (Silva Filho, 1984), aos granitóides Sanga do Jobim (Bitencourt *et al.*, 1987) e aos termos menos diferenciados do Complexo Granítico de Caçapava do Sul (Nardi & Bitencourt, 1989), localizados nas porções norte e noroeste do Escudo Sul-rio-grandense. De acordo com os dados radiométricos disponíveis, estas associações litológicas representam o magmatismo cálcio-alcálico potássico relacionado com a Orogênese Brasileira. Estas rochas sucedem temporalmente a associações tonalito-trondhjemíticas, provavelmente relacionadas ao magmatismo orogênico precoce, de composição cálcio-alcálica baixo potássio, representadas na porção oriental e, mais significativamente, na porção oeste do escudo. No entanto, os dados presentemente considerados não permitem excluir a hipótese de que estes tonalitos e trondhjemitos possam constituir o próprio embasamento da granitogênese brasileira.

A dominância de rochas graníticas cálcio-alcálicas potássicas, em detrimento de termos menos evoluídos desta série, com baixa a média concentração de potássio, sugere que a região considerada neste trabalho constituía uma margem continental espessa, ativa durante o período dominado pela granitogênese brasileira.

A sucessão de pulsos magmáticos, que constituíram as três fases graníticas reconhecidas na porção oriental do Escudo Sul-rio-grandense, mostra uma coerência composicional e estrutural na sua evolução. Isto sugere que o magmatismo granítico desta região reflete uma progressiva maturação dos processos tectono-magmáticos ativos durante o Ciclo Brasileiro.

Agradecimentos — Este trabalho foi financiado pela FINEP e pelo CNPq. Para sua execução contamos com a colaboração dos bolsistas de Iniciação Científica do CNPq Pedro A. Neis e Luiz C. B. Tubino. À Dra. Maria do Carmo Lima e Cunha pela discussão e revisão do texto final.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Batchelor, R.A. & Bowden, P. 1985. Petrogenetic Interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters. *Chemical Geology*, 48: 43-55.
- Bitencourt, M.F.; Remus, M.V. & Nardi, L.S. 1987. Complexos graníticos da região oeste do Escudo Sul-rio-grandense. *Roteiro das Excursões, I Congresso Brasileiro de Geoquímica, Porto Alegre, SBGq*, p. 55-90.
- Brown, G.C. 1981. Space and time in granite plutonism. *Philosophical Transactions Royal Society of London*, A301: 321-336.
- ; Thorpe, R.S. & Webb, P.C. 1984. The geochemical characteristics of granitoids in contrasting arcs and comments on magma sources. *Journal Geological Society of London*, 141: 413-426.
- De La Roche, H.; Leterrier, J.; GrandClaude, P. & Marchal, M. 1980. A classification of volcanic and plutonic rocks using R1R2-diagrams and major element analyses — Its relationships with current nomenclature. *Chemical Geology*, 29: 183-210.
- Dodge, F.C.W.; Papike, J.J. & Mays, R.E. 1968. Hornblendes from granitic rocks of the Central Sierra Nevada Batholith, California. *Journal of Petrology*, 9: 378-410.
- ; Smith, V.C. & Mays, R.E. 1969. Biotites from granitic rocks of the Central Sierra Nevada Batholith, California. *Journal of Petrology*, 10: 250-271.
- Ewart, A. 1979. A review of the mineralogy and chemistry of Tertiary Recent dacitic, latitic, rhyolitic, and related salic volcanic rocks. In: Barker, F. (ed) *Trondhjemites, dacites and related rocks*. Elsevier, Oxford, p. 13-121.
- Figueiredo, M.C.H.; Fragoso-César, A.R. & Kronenberg, B.I. 1990. Litoquímica das principais unidades do Batólito Pelotas no Rio Grande do Sul. *Anais, XXXVI Congresso Brasileiro de Geologia, Belém, SBG*, 4: 1723-1738.
- Fragoso-César, A.R.; Figueiredo, M.C.H.; Soliani Jr., E. & Faccini, U.F. 1986. O Batólito Pelotas (Proterozóico superior/Eo-paleozóico) no Escudo do Rio Grande do Sul. *Anais, 34º Congresso Brasileiro de Geologia, Goiânia, SBG*, 3: 1322-1343.
- Frantz, J.C.; Lima, E.F.; Pinheiro-Machado, R. & Naumann, M.P. 1984. Contribuição à geologia da região de Encruzilhada do Sul, RS. *Anais, 33º Congresso Brasileiro de Geologia, Rio de Janeiro, SBG*, 5: 2407-2416.
- & Remus, M.V.D. 1986. Geologia da região de Canguçu-Torrinhas, RS — Caracterização Petrográfica, Estrutural e Estratigráfica. *Anais, 34º Congresso Brasileiro de Geologia, Goiânia, SBG*, 2: 931-948.
- Geist, D.J.; Baker, B.H. & McBirney, A.R. 1985. *A program package for creating and using geochemical data files*. University of Oregon, Oregon. 33p.
- Gomes, M.E.B. 1990. *Petrologia do Granito Arroio Moinho (Canguçu, RS) — Geoquímica e Deformação*. Curso de Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Dissertação de Mestrado. 209p.
- Green, T.H. & Watson, E.B. 1982. Crystallization of apatite in natural magmas under high pressure, hydrous conditions, with particular reference to "orogenic" rock series. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 80: 96-105.
- Gwinn, R. & Hess, P.C. 1989. Iron and titanium solution properties in peraluminous and peralkaline rhyolitic liquids. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 101: 326-338.
- Hanson, G.N. 1978. The application of trace-elements to the petrogenesis of igneous rocks of granite composition. *Earth and Planetary Science Letters*, 38: 26-43.
- Haskin, L.A.; Haskin, M.A. & Frey, F.A. 1968. Relative and absolute terrestrial abundances of the rare earths. In: Ahrens, L.H. (ed) *Origin and distribution of the elements*. Pergamon, Oxford, p. 889-912.
- Jost, H. & Bitencourt, M.F. 1980. Estratigrafia e Tectônica de uma fração da faixa de dobramentos Tijucas no Rio Grande do Sul. *Acta Geologica Leopoldensia*, 7 (IV): 27-59.
- ; Frantz, J.C. & Brod, J.A. 1984. Revisão da Tipologia, Cronologia e Significado Geotectônico dos Falhamentos do Escudo Sul-rio-grandense. *Anais, 33º Congresso Brasileiro de Geologia, Rio de Janeiro, SBG*, 3: 1707-1720.
- Kroner, A. 1982. Rb-Sr Geochronology and Tectonic Evolution of the Pan-African Damara Belt of Namibia, Southwestern Africa. *American Journal of Science*, 282 (9): 1471-1507.
- Lameyre, J. & Bowden, P. 1982. Plutonic rock type series: Discrimination of various granitoid series and related rocks. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 14: 169-186.
- Nardi, L.V.S. 1989. Geoquímica dos elementos terras raras nas rochas graníticas da região centro-sul do Brasil. In: Formoso, M. L.L.; Nardi, L.V.S. & Hartmann, L.A. (ed.) *Geoquímica dos Elementos Terras Raras no Brasil*. Departamento Nacional da Produção Mineral/Companhia de Pesquisas e Recursos Minerais, Porto Alegre. p. 71-81.
- 1990. Geoquímica dos Granitóides do Escudo Sul-Rio-grandense. *Resumos, Workshop-Geoquímica Isotópica, Geocronologia e Litogeoquímica das Regiões Sul e Sudeste do Brasil*, São Paulo. SBGq, p. 6.
- 1991. Caracterização Petrográfica e Geoquímica dos Granitos Metaluminosos da Associação Alcalina: Revisão. *Pesquisas, 18 (1)*: 44-57.
- & Bitencourt, M.F. 1989. Geologia, Petrologia e Geoquímica do Complexo Granítico de Caçapava do Sul, RS. *Revista Brasileira de Geociências, 19 (2)*: 153-169.
- & Bonin, B. 1991. Post-orogenic and non-orogenic alkaline granite associations: The Saibro Intrusive Suite, Southern Brazil. A case study. *Chemical Geology*, 92 (1/3): 197-211.
- Phillip, R. 1990. *Petrologia e geoquímica dos granitóides da região de Monte Bonito, RS*. Curso de Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Dissertação de Mestrado. 231 p.
- Pitcher, W.S. 1983. Granite: typology, geological environment and melting relationships. In: Atherton, N.P. & Gribble, C.D. (ed.) *Migmatites, melting and metamorphism*. Shiva Publish, Exeter. p. 277-286.
- Poupeau, G.; Soliani Jr., E.; Kawashita, K.; Baitelli, R.; Berber, M. & César, M.F. 1985. Um perfil geocronológico (K-Ar/traços de Fissão) leste-oeste no Escudo Sul-rio-grandense. *Anais, 2º Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia, Florianópolis, SBG*, 1: 308-315.
- Ribeiro, M. 1983. Informes sobre a Formação Maricá. *Iheringia — Série Geologia*, 9: 1-84.
- Rogers, J.J. & Greenberg, J.K. 1981. Trace-elements in continental-margin magmatism: Part III Alkali granites and their relationship to cratonization. *Geological Society of America Bulletin*, Part I, 92 (1): 6-9.
- ; Hodges, K. & Ghuma, M. 1980. Trace-element in continental margin magmatism: Part II Trace-elements in Ben Ghnema batholith and nature of the precambrian crust in central North Africa. *Geological Society of America Bulletin*, Part II, 91: 1742-1788.
- Silva Filho, B.C. 1984. Geology of the Polyphase Deformed Precambrian Terrane of Vila Nova Region, State of Rio Grande do Sul, Southern Brazil. Part I: Petrogenesis. *Acta Geologica Leopoldensia*, 17 (VIII): 35-152.
- Silver, L.T. & Chappel, B.W. 1988. The Peninsular Ranges Batholith: an insight into the evolution of the cordilleran batholiths of southwestern North America. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh*, 79: 105-121.
- Soliani Jr., E. 1986. *Os dados geocronológicos do Escudo Sul-rio-grandense e suas implicações de ordem geotectônica*. Curso de Pós-Graduação em Geociências, Universidade de São Paulo. Tese de Doutorado. 239 p.
- Streckeisen, A. 1976. To each plutonic rock its proper name. *Earth Science Review*, 12: 1-33.
- Sylvester, P.J. 1989. Post-collisional alkaline granites. *Journal of Geology*, 97: 261-80.
- Tauson, L.V. & Kozlov, V.D. 1972. Distributions Function and ratios of Trace-elements concentrations as estimators of the Ore-Bearing Potential Granites. In: Jones, M.J. (ed.) *Geochemical Exploration*. Institution of Mining and Metallurgy, London. p. 37-44.
- Tessari, R.I. & Giffoni, L.E. 1970. *Geologia da região de Piratini, Pinheiro Machado e Bagé, Rio Grande do Sul*. Boletim 246 da Divisão de Geologia e Mineralogia/Departamento Nacional da Produção Mineral, Rio de Janeiro. 122 p.
- & Picada, R.S. 1966. *Geologia da Quadrícula de Encruzilhada do Sul, Rio Grande do Sul, Brasil*. Boletim 124 da Divisão de Fomento da Produção Mineral/Departamento Nacional da Produção Mineral, Rio de Janeiro. 147 p.
- Whalen J.B.; Currie, K.L. & Chappel, B.W. 1987. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 87: 319-327.